

# 湖南强风暴暖盖环境场研究

邹美恩

陶诗言

(中国科学技术大学研究生院)

(中国科学院大气物理研究所)

## 提 要

本文通过对湘中、湖北地区42次强风暴资料的分析,建立了一个强风暴环境场的大气学模式,着重讨论了暖盖(即对流层中下层的逆温层)的形成和维持机理。

暖盖是由于绕过青藏高原两侧的两支西风波动相互作用而产生的。它的存在有利于低空急流在其东部边缘的低空加强,而低空急流引起的垂直环流反过来又有利于暖盖的维持,当暖盖下降到低空急流轴附近时因受扰动而破坏,引起强风暴的发生。

## 一、引 言

目前对强风暴的大尺度环境条件已有所认识。陶诗言等<sup>[1]</sup>指出:暴雨和强对流天气在形成原因上是有区别的,暴雨的产生要求大气中低层有深厚的暖湿条件,而强对流天气则主要决定于中上层干冷空气的强度以及它与低层暖湿空气的垂直配置。然而,这些有利的环境条件究竟是通过哪些物理过程建立的?直接控制强风暴发生的中尺度天气系统是什么?至今还不很清楚。丁一汇等<sup>[2]</sup>根据19次强对流天气的个例分析指出:飑线发生时,都需要有强的上干下湿的对流不稳定条件。在我国北方和南方造成这种对流不稳定的机制是不同的,北方飑线大多发生于高空前倾槽形势下,以中高层冷平流贡献为主。南方飑线常发生于高空槽前、低空急流附近,中上层的冷平流虽然也有重要作用,但主要贡献则是低空急流的暖湿输送。本文通过实际资料分析,发现在南方,暴雨和强对流天气都与低空急流有较好的关系,但他们的不同处在于强对流天气发生前要求在对流层中下层维持一个逆温层。这个逆温层象一个盖子一样,盖住低层暖湿空气不向中高层扩散,使中高层大气为相对的干层,利于对流不稳定条件的发展,我们称这个逆温层为暖盖。本文主要是讨论暖盖的形成和维持机理,同时也给出低空急流易在暖盖环境场中发展的动力证明。

## 二、强风暴前的暖盖特征

根据地面观测资料,在湘中、湖北地区( $110^{\circ}$ — $114^{\circ}$ E,  $27^{\circ}$ — $30^{\circ}$ N),从1960到1980年中挑出造成严重灾害的冰雹大风日共42次,其中发生于4月份的有22次,3月与5月

各 7 次, 6、7、8 每月 2 次。可见一年中 3—5 月是该地区强风暴发生最频繁的时期。分析灾害日当天的长沙 08 时与 20 时探空资料, 定义在 850mb 到 550mb 之间, 在层结曲线上有温度递减率  $\gamma \leq 3^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , 且厚度  $\geq 20\text{mb}$  的为有暖盖结构。按这个定义则在 7、8 月份的冰雹天气前无明显暖盖层结; 在 3—6 月份的 38 次中, 仅 2 次无暖盖层结。38 次中暖盖下面有急流的有 30 次(取平均风速大于 12 米/秒为急流); 有暖盖而无急流的有 6 次; 无暖盖也无急流的 2 次。暖盖平均位置在 680mb 左右, 低空急流轴在 850mb 附近。这说明在春末夏初, 强风暴发生前通常要有这样的环境场: 在对流层中下层维持一个暖盖, 暖盖下部有一股西南低空急流。从统计结果看, 强风暴与暖盖的关系比与低空急流的关系更加密切。

1974 年 4 月 12 日与 1977 年 4 月 23 日在洞庭湖西部发生了强烈飚线, 1979 年 4 月 17 日也在该地区发生了强龙卷天气。这三次强风暴天气都是发生于典型的暖盖与低空急流环境场中, 表 1 是分析了 57 区及附近的探空站资料后得出的暖盖与低空急流的概况。表 1 说明暖盖的尺度为几百公里, 是中间尺度的天气系统, 越是接近强对流发生, 暖盖越低。低空急流轴位置比暖盖高度低几十毫巴, 最大风速都超过了 16 米/秒。

以 1977 年 4 月 23 日强飚线前的环境场为例, 说明暖盖与低空急流的演变特征。图 1 是飚线发生前连续三天的假相当位温  $\theta_{se}$  与西南风速的南北向垂直剖面图, (东西向图略)。从图中可看出如下特征:

1. 暖盖范围不断缩小, 尤其是东西方向长度变化快, 整个暖盖稍有南移。

表 1 三次强风暴前暖盖与低空急流概况

| 风暴日                | 暖盖高度                | 暖盖水平尺度                 | 24小时内暖盖位置变化 | 低空急流轴高度 | 低空急流最大风速 |
|--------------------|---------------------|------------------------|-------------|---------|----------|
| 1974 年<br>4 月 12 日 | 800mb<br> <br>760mb | 东西 200 km<br>南北 500 km | 降低 80 mb    | 800mb   | 19 米/秒   |
| 1977 年<br>4 月 23 日 | 800mb<br> <br>750mb | 东西 300 km<br>南北 300 km | 降低 150 mb   | 850mb   | 28 米/秒   |
| 1979 年<br>4 月 17 日 | 700mb<br> <br>600mb | 东西 300 km<br>南北 600 km | 降低 50 mb    | 780mb   | 16 米/秒   |

2. 低空急流不断加强, 在南北方向剖面图上, 最大风速中心以 200 km/天的速度向暖盖中心移动。在东西方向剖面图上, 急流中心位于暖盖东部边缘的下面。23 日 08 时, 以 24 米/秒的等风速线为界, 南北长约为 300km, 东西宽为 150km。在这股低空急流作用下, 暖盖下方温湿剧增,  $\theta_{se}$  值由 21 日 08 时的  $52^{\circ}\text{C}$  增到 23 日 08 时的  $72^{\circ}\text{C}$ 。

3. 暖盖上空, 在 600 mb 到 450mb 之间有一个干层。21 日这个干层是由北向南伸到暖盖上空的。22 日以后有一个闭合的低  $\theta_{se}$  值中心出现在暖盖南部上空, 23 日在暖盖北部边缘有一暖湿舌伸向高空, 切断了由北向南伸展的干舌。这个中层干空气一直维持到强对流天气的发生, 它的存在并和低层的强烈增温增湿相结合, 正是有利于对流不稳定条件的发展。

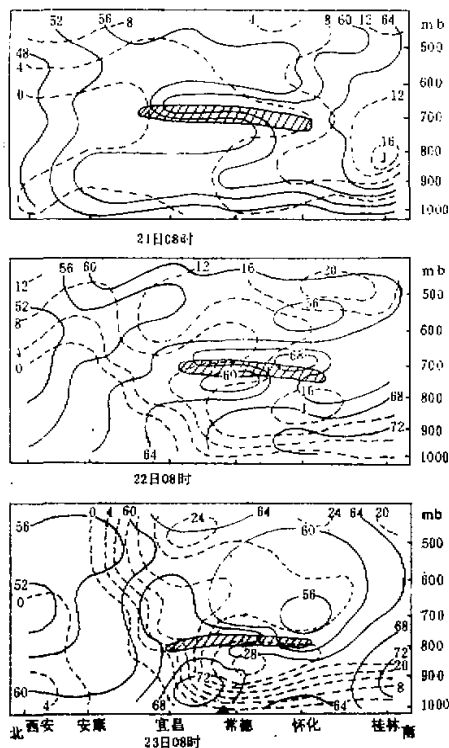


图1 1977年4月21—23日 $\theta_{e,s}$ 与 $sw$ 风速垂直剖面图实线为 $\theta_{e,s}$ 线,虚线为等风速线, $J$ 为低空急流中心,斜影处为逆温层,黑三角处为未来飑线发生的位置。

### 三、暖盖与低空急流的关系

逆温层和低空急流的关系,早就被观测资料所揭示,Blackadar<sup>[3]</sup>用地转偏差的周期振荡解释了在辐射逆温顶部产生的夜间低空急流。至于由天气系统产生的暖盖与其底部的低空急流究竟存在着什么内在联系,认识还很肤浅。就本质上说,低空急流是一种风场上的超地转扰动,按照地转适应理论<sup>[4]</sup>,这种扰动必然会激发重力惯性波,通过重力惯性波的频散作用达到地转平衡。低空急流所以能较长时间维持,可能是因为重力惯性波在特殊的环境场中传播,产生能量的堆积。特别是重力内波的传播直接与大气层结有关。巢纪平<sup>[5]</sup>指出,若波动从不稳定能量的高值区向低值区传播时,其波动能量将增加。

为了考察重力波波动能在有暖盖存在的大气中的传输情况,在静力平衡和 Boussinesq 近似下,取如下二维线性化扰动方程组:

$$\frac{\partial u'}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x} \quad (1)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho'}{\partial \zeta} + \frac{g}{\theta} \theta' \quad (2)$$

$$\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial w'}{\partial \zeta} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t} + \frac{\partial \theta}{\partial \zeta} w' = 0 \quad (4)$$

由于重力波动主要与地转偏差有关,为了便于问题的讨论,上式中没有考虑与地转风相联系的平均风场的作用,  $u'$ 、 $w'$ 、 $p'$ 、 $\theta'$  分别表示扰动的水平速度、垂直速度、气压场、位温场。为了书写方便,以下略去“ $'$ ”号。用消元法得到  $u$  的单一方程:

$$\frac{\partial^3}{\partial t^2} \frac{\partial^2}{\partial \zeta^2} u + N^2 \frac{\partial^2}{\partial x^2} u = 0 \quad (5)$$

这里  $N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial \zeta}$ , 为 Väisälä 频率。考虑到暖盖环境场中静力稳定度因子  $N^2$  是时间与空间连续缓变的函数,重力波以波群形式传播。用 WKBJ 近似方法<sup>[6]</sup>引入波解式

$$u = [u_0(x, \zeta, t) + \varepsilon u_1(x, \zeta, t) + \varepsilon^2 u_2(x, \zeta, t) + \dots] e^{i\theta^{-1}\varphi(x, \zeta, t)} \quad (6)$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = -\omega; \quad \frac{\partial \varphi}{\partial x} = l; \quad \frac{\partial \varphi}{\partial \zeta} = K \quad (7)$$

这里  $\varphi(x, \zeta, t)$  是位相函数,  $\varepsilon$  是远小于 1 的参数,  $\omega$  是圆频率,  $l$ 、 $K$  分别为水平与垂直方向波数。将(6)式逐项微商代入(5)式,按  $\varepsilon$  的幂次排列,令各系数为零,得到无穷多个方程式。

由  $\varepsilon^{-1}$  的系数为零得到

$$u_0 K^2 \omega^2 - \tilde{N}^2 l^2 u_0 = 0 \quad (8)$$

式中  $\tilde{N}^2 = \varepsilon^2 N^2$ , 由(8)式得到色散关系:

$$\omega^2(x, \zeta, t) = \frac{l^2(x, \zeta, t)}{K^2(x, \zeta, t)} \tilde{N}^2(x, \zeta, t) \quad (9)$$

由(9)式得群速分量

$$c_{gx} = \frac{\partial \omega}{\partial l} = \frac{\omega}{l} \quad (10)$$

$$c_{g\zeta} = \frac{\partial \omega}{\partial K} = -\frac{\omega}{K} \quad (11)$$

由  $\varepsilon^{-1}$  的系数为零得关系式:

$$\frac{\partial u_0}{\partial t} + \frac{\omega}{l} \frac{\partial u_0}{\partial x} - \frac{\omega}{K} \frac{\partial u_0}{\partial \zeta} = -\frac{1}{2\omega} \left[ \frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{4\omega}{K} \frac{\partial K}{\partial t} - \frac{\omega^2}{K^2} \frac{\partial K}{\partial \zeta} + \frac{\tilde{N}^2}{K^2} \frac{\partial l}{\partial x} \right] u_0 \quad (12)$$

(12)式两边乘以  $u_0$ , 代入群速分量即得到波能沿群速的个别变化式。引入单位质量气体的动能表达式  $E = \frac{1}{2} u_0^2$ , 则有

$$\frac{\partial E}{\partial t} + c_x \nabla \cdot E = -\frac{1}{\omega} \left[ \frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{4\omega}{K} \frac{\partial K}{\partial t} - \frac{\omega^2}{K^2} \frac{\partial K}{\partial \zeta} + \frac{\tilde{N}^2}{K^2} \frac{\partial l}{\partial x} \right] E \quad (13)$$

考虑到(7)和(9)式,可将(13)式写成如下形式:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \nabla \cdot (c_t \cdot E) = \frac{l^2}{\omega^2 K^2} \left[ -\frac{1}{2} \frac{\partial \tilde{N}^2}{\partial t} + c_x \frac{\partial \tilde{N}^2}{\partial x} + c_\zeta \frac{\partial \tilde{N}^2}{\partial \zeta} \right] E \quad (14)$$

其中  $c_x = \frac{\omega}{l}$ 、 $c_z = \frac{\omega}{K}$  为重力内波的相速度。(14)式右边各项分别为由于层结因子随时间与空间改变而产生的波动能量的源汇项。第一项表明,当波动在传播过程中,某地的层结由稳定变为不稳定时,波能将在该地增大;第二项反映,当波动由不稳定向稳定处传播,波能将增大,这正是巢纪平的研究结果;第三项反映,低层波动向上层传播时,将会在稳定层底部出现能量源,而在其上部为能量汇,就暖盖而言,其上下都是相对不稳定层,那么对于上传的波动,在暖盖下部将有动能的累积,而在其上部有动能的耗散。这样在暖盖覆盖区会形成明显的垂直急流廓线。

1977年4月23日飑线前,强烈的低空急流在暖盖下部形成与上述理论是吻合的。21日08时,在宜昌、常德、怀化、长沙、恩施上空已形成一个暖盖,当时其底下风速最大仅10米/秒,22日08时风速急剧增大,到23日08时出现了28米/秒的大风中心。图2表明桂林、怀化、常德、长沙四站23日08时的实测风速和地转风速的垂直廓线。从22日08时到23日08时,温度层结曲线反映,仅桂林站上空无逆温层存在,其他三站上空的逆温层由600mb下降到800mb。查天气图证实,22日桂林附近有局地对流降水,对流活动引起动量下传,使风速垂直分布均匀化,低层为超地转风,高层风速略小于地转风速,这时低层激发重力波向北向上传播,当传到有暖盖覆盖的怀化、常德、长沙等站时,暖盖下部的波源项  $\left(c_z \frac{\partial \tilde{N}^2}{\partial z}\right)$  将使扰动动能增大,超地转现象加强。特别是长沙站,处于暖盖的东南边缘,除垂直波源项起作用外,还有水平波源项  $\left(c_x \frac{\partial \tilde{N}^2}{\partial x}\right)$  也起作用,故低层的超地转现象更为显著。相反在暖盖上部,层结稳定度因子随高度增加而减小,上传的重力波在这里有波汇项起作用,扰动波能很快被耗散掉,而基本处于地转平衡状态。所以低空急流轴位于暖盖东南边缘的下部。

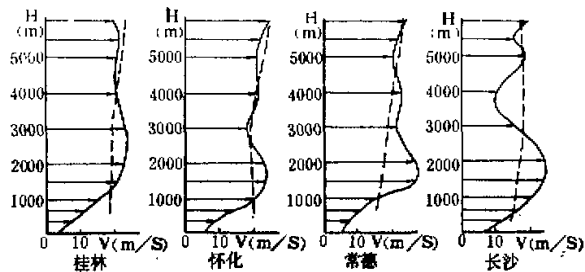


图2 1977年4月23日08时风速垂直廓线实线为实测风速,虚线为地转风速

## 四、暖盖形成与维持机制

### 1. 暖盖的形成机制

湘中湘北地区,在地形上和美国的俄克拉何马相当,都处于大高原的东部,在美国,强雷暴经常发生在干线附近,而干线是位于低层逆温层的西部边缘,呈南北走向, Schaefer<sup>[7,8]</sup>

指出,四到六月份,从墨西哥湾有一股湿的东南气流,受地形的阻挡变为经向运动,而西经104度以西,由于落基山脉对气流的屏障作用,盛行相对干的下沉气流,这股干气流下沉到低层暖湿气流之上,形成了一个暖盖,暖盖西部边缘是一条干线。对于我国中南地区,系统地研究干线与暖盖形成的文章仍很少见。通过发生于洞庭湖地区的三次强风暴环境场分析,发现由于青藏高原比落基山脉更加高大,山脉走向也不相同,落基山脉呈夹长的南北向屏障,西风气流以爬越过山为主,在山的东面产生动力下沉,而青藏高原呈椭圆形,西风气流过高原以绕流为主,所以我国中南地区暖盖与干线主要是由于绕流在高原东部产生上下不同的两股气流叠置,配合上层西北气流有动力下沉作用而产生。

春末夏初,正是北半球冬夏环流的交替时期,西太平洋副热带高压缓慢北上,我国西南地区盛行孟加拉湾槽前的西南气流,

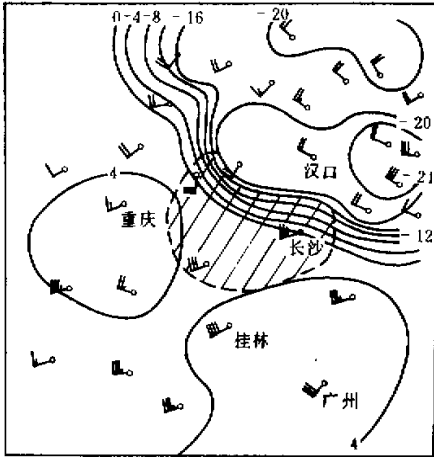


图3 1977年4月20日08时700 mb 露点图  
斜影处为暖盖区

这时北支西风槽仍在我国沿海加深,每当冷空气影响华南二到三天后,高原东部和华北地区仍为上一一致的西北气流控制,空气干冷。这时,由于云贵高原和华南地面的增暖使气团很快变性,孟加拉湾槽前西南气流首先在700mb以下向东北扩展。当它影响到长江中游地区时,就会在这里形成低层偏南气流和上层偏北气流的叠置,暖盖也就产生于这个有两股气流叠置的地方。由图1看出,暖盖形成初期是由于一个高 $\theta_{se}$ 层由南向北插入于对流层中下层。其所以如此,是因为冷空气影响华南后,在近地面层形成一个冷高压堆,冷高压的西南部最先出现西南气流,这股气流要越过云

贵高原才能到达湘中湘北地区,由于云贵高原海拔高度在1500米以上,所以湘中湘北地区的暖湿输送以700mb附近最显著,加上500mb以上仍有一股下沉的西北气流,暖湿气流便成薄薄的楔子一样插于冷空气堆之上,构成一个暖盖。暖盖下部的冷空气堆,由于近地面增暖很快变性,于是就表现出上下不稳定而中间稳定的层结结构。

暖盖形成初期,华北地区仍为上一一致的西北气流控制,空气干冷。低层湿舌自我国西南向东北方向伸展,暖盖覆盖于湿舌之上。这时在暖盖的东北边缘出现一条干线,呈西北-东南走向。图3是一条干线的实例。这条干线仅维持一天左右的时间,跨过干线,风向呈反气旋切变,干线维持期间,没有出现强对流天气。干线消失两天之后,在暖盖覆盖区才出现飑线天气。

## 2. 暖盖的维持机制

强风暴的发生需要大量的不稳定能量。暖盖维持越久,越有利于不稳定能量的堆积。所以暖盖能否较长时间地维持是强风暴能否发生的关键问题。在上述例子中,20日由于两股气流的重叠,在700mb附近形成暖盖,但21日以后,暖盖区已转为上一一致的

西南气流,不再有两股气流的重叠,那么靠什么机制来维持暖盖呢?

我们对 1977 年 4 月 23 日与 1979 年 4 月 17 日两次强风暴过程分别作了前二天与前三天的各物理量计算,结果表明强风暴发生的地方,从 700mb 到 400 mb 都是下沉运动,下沉区域与暖盖的面积相当,可见对流层中上层动力下沉作用是维持暖盖的主要机制。因为动力下沉会产生“焚风”效应,使下沉气柱的下限附近增温,同时下沉会使大气显得干燥。通过分析得出,这种动力下沉是直接和低空急流相联系的。本文的第三部分已通过理论证明,暖盖的存在有利于低空急流在其东部边缘的低空加强,也就是说暖盖是处于低空急流的左侧上空。低空急流左前方的辐合上升区正是暖盖的北部边缘,而其左后方的补偿下沉运动正发生在暖盖的南部与南部边缘。1977 年 4 月 23 日飑线环境场的例子中(参看图 1),22 日暖盖北部边缘受上升支的影响,边界南撤。而其南部边缘受下沉支的影响,边界向南延伸,  $\theta_{se}$  值在暖盖南部上空形成了闭合的低值中心。

另外,分析与急流轴正交的垂直环流对暖盖的影响,也是有利于暖盖维持的。图 4 是由实测风算出的过急流中心正交于急流轴的垂直剖面环流,由图看出,在低空急流轴的上层与下层构成相反的两圈环流,在上层并列着三个环流圈。在暖盖上空是强下沉区,有利于暖盖的维持。这个实例与松本诚<sup>[9]</sup>的低空急流动力学模式非常相似。松本与二宫在推导这个两圈环流的模式时,是从低空急流造成的质量与运动场的失衡出发,要由垂直运动来调整这种失衡,这说明图 4 所示的垂直环流是由低空急流引起的,是低空急流对暖盖的维持起了重要的作用。联系本文第三部分的结果可以明白,尽管造成暖盖的大尺度环流条件即两股气流的重叠已消失,但中间尺度的暖盖和低空急流仍可相互维持,直到强风

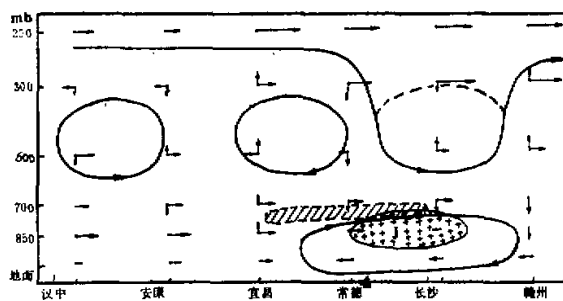


图 4 1977 年 4 月 23 日 08 时与急流轴正交的垂直环流图

黑三角为未来飑线位置,斜影处为暖盖

暴天气的发生,才完成其生命史。

## 五、结 论

以上分析得到一个湖南强风暴暖盖环境场的天气学模型: 对流层中下层的暖盖是在冷空气影响华南后的回暖期中产生的。它发生于南支槽前西南气流和北支槽后西北气流相重叠的地方。由于两股气流的作用,在暖盖形成的初期,其北面往往以一条东南-西北向的干线为边界。暖盖发展期间,其覆盖区域的天气是很晴朗的,而其周围地区,特别是

南方,午后常有局地对流发生,这种对流运动导致高空动量下传,在低空产生超地转风速,超地转现象激发的重力波在传播过程中,由于受暖盖层结的影响,波能在暖盖东南边缘的低空集中而形成中尺度急流。这种尺度的低空急流不仅起到输送低层暖湿空气的作用,而且由它引起的垂直环流在暖盖上空产生动力下沉,维持了暖盖,加强了暖盖覆盖区的位势不稳定性。由于中上层下沉增暖和低层平流与辐射增暖的共同作用,边界层内中尺度低压迅速发展,辐合加强,配合急流附近有较大的垂直风速切变,暖盖受扰动而破坏,强风暴将发生于暖盖覆盖区的中部偏北位置。

致谢: 在工作中,得到蔡则怡、孙淑清、陈怀义三同志的热情帮助,谨致以衷心感谢!

### 参 考 文 献

- [1] 陶诗言等,暴雨和强对流天气的研究,大气科学,第3卷第3期,1979.
- [2] 丁一汇等,我国飑线发生条件的研究,大气科学,第6卷第1期,1982.
- [3] Blackadar, Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of Nocturnal inversions, *Bulletin*, Vol. 38, No. 5, p. 283—291, 1957.
- [4] 叶笃正、李麦村,大气运动中的适应问题,科学出版社,1965.
- [5] 巢纪平,非均匀层结大气中的重力惯性波及其在暴雨预报中的初步应用,大气科学,第4卷第3期,1980.
- [6] 曾庆存,数值天气预报的数学物理基础, p. 473, 科学出版社, 1979.
- [7] Schaefer, The Motion of the Dryline, National severe storms laboratory. NOAA Norman, Oklahoma. Eighth Conference on severe local storms American Meteorological Society, p. 104—107, 1973.
- [8] Schaefer, The life cycle of the Dryline, *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 13, No. 4, p. 444—449, 1974.
- [9] 秋山孝子,梅雨期低空急流北侧频繁发生的暴雨,国外暴雨专题参考资料,中央气象局科技情报所.

## A STUDY ON THE FORMATION AND MAINTENANCE OF THE INVERSION LAYER IN THE SEVERE STORMS IN HUNAN PROVINCE

Zou Meien

(Graduate School, University of Science and Technology of China)

Tao Shiyan

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

### Abstract

In this paper, by analyzing 42 severe convective storms in middle-north Hunan Province, a synoptic model of the environmental conditions of severe storms is developed. The great emphasis has been put on the mechanism for the formation and maintenance of the inversion layer prior to the outbreak of a severe storm.

The inversion layer is formed by the interaction of two upper troughs moving eastward around the Qinghai-Xizang plateau. The inversion layer promotes the growth of the low-jet stream. On the other hand, the vertical circulation produced by the low-jet stream favors the maintenance of the inversion layer. When the inversion layer descends down to the height of the low-jet stream, it breaks down and a severe storm breaks out.